

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088

UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE,
GEOLOGICHE E AMBIENTALI

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Relazione di Laurea

Rilevamento geologico e studio dell'area di
Passo Valles, Cima Valles e Cima del Lago
(TN, BL) con approfondimento sugli isotopi
stabili del carbonio presenti nelle filladi del
basamento

Candidata:

Sara Graziosi

Relatore:

Prof. Alberto Vitale Brovarone

Sessione di Luglio

Anno Accademico 2023/2024

INDICE

RIASSUNTO.....	2
1 INTRODUZIONE	3
2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO	3
3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	4
4 RISULTATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO	12
4.1 LITOSTRATIGRAFIA	12
4.2 ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE E ANALISI DELLE STRUTTURE TETTONICHE	21
5 APPROFONDIMENTO	26
6 DISCUSSIONE DEI DATI	30
7 CONCLUSIONI	33
RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI	34
ALLEGATO 1	

RIASSUNTO

La seguente relazione geologica presenta le osservazioni ed i dati raccolti durante il lavoro di rilevamento svolto nell'area di Passo Valles, un valico alpino situato tra la regione Veneto e la regione Trentino. In corredo alla relazione vengono allegata una carta geologica della zona di studio in scala 1:7000 ed una sezione geologica (**Allegato 1**). L'obiettivo dello studio è quello di cartografare e comprendere a pieno la geologia dell'area di studio, osservando le formazioni e le strutture presenti. Inoltre, in aggiunta alle informazioni ottenute, è stato svolto uno studio sugli isotopi stabili del carbonio organico nelle Filladi di Bressanone, formazione appartenente al basamento cristallino, osservate all'interno di campioni prelevati da Cima Tognola.

La sequenza stratigrafica della zona di studio copre un intervallo temporale che va dal Permiano inferiore (Sakmariano) fino al Triassico medio (Ladinico) ed è disposta con le formazioni più antiche a nord che passano a quelle sempre più giovani andando verso sud. Questa distribuzione stratigrafica ci permette di comprendere al meglio la graduale evoluzione dovuta al rifting di Pangea che ha portato ad una generale trasgressione marina, osservabile dalla presenza di successioni più antiche e di mare basso che lasciano il posto a formazioni più recenti e di mare profondo.

Sebbene il generale andamento concorde con la stratigrafia, vengono ritrovate alcune discordanze stratigrafiche dovute all'azione di strutture tettoniche che portano alla creazione di dislocazioni e rigetti all'interno delle formazioni.

Tutte queste informazioni vengono descritte e analizzate nei successivi paragrafi dell'elaborato, con l'obiettivo di fornire una chiara spiegazione della storia geologica e degli eventi che hanno caratterizzato la zona di Passo Valles.

1 INTRODUZIONE

La seguente relazione geologica ha come obiettivo lo studio dell'area di Passo Valles (TN, BL). Viene svolto un rilevamento di tipo conoscitivo con il fine di produrre una cartografia dell'area di interesse e di studiarne il contesto geologico comprensivo di: analisi di litostratigrafia, assetto stratigrafico-strutturale e storia geologica. La relazione viene corredata con una carta geologica in scala 1:7000, una sezione geologica, proiezioni stereografiche e allegati fotografici della zona studiata. Viene inoltre inserito un capitolo di approfondimento su alcuni aspetti riguardanti la petrografia delle rocce del basamento, in particolare lo studio del rapporto tra gli isotopi stabili del carbonio della grafite contenuta nelle Filladi di Bressanone.

2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E GEOMORFOLOGICO

L'areale di studio è localizzato nella zona di Passo Valles (**Fig. 1**), un valico alpino situato al confine tra Veneto e Trentino-Alto Adige che separa il comune di Falcade (BL) ad est e il comune di San Martino di Castrozza (TN) ad ovest e copre un'area di circa 3,4 km². Il passo è situato a circa 2000 metri di quota ed è circondato a nord dalle cime di Bocche e Juribrutto e a sud dalla Val Vanegia e dal gruppo dolomitico delle Pale di San Martino. I confini geografici ad est e ovest sono segnati rispettivamente dalla Val Biois e dalla Val di Fiemme.

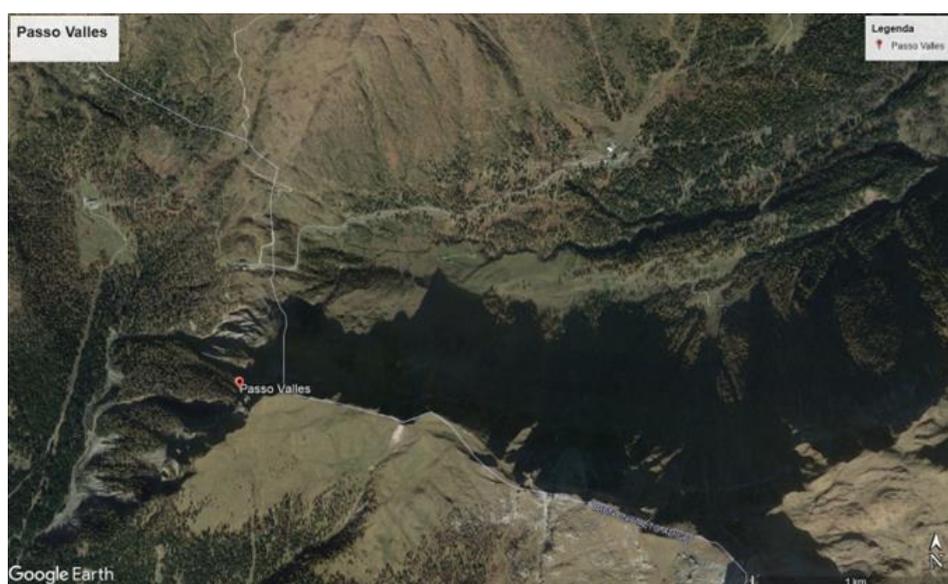


Figura 1. Foto da satellite della zona di rilevamento.

La morfologia della zona è interessata da una varietà di forme, al centro dell'area si trova una zona a carattere vallivo che probabilmente è stata originata da processi glaciali, ipotizzati grazie alla presenza di grandi massi erratici e depositi ghiaiosi di morena. A contorno della valle si trovano diversi orogeni in cui svettano Cima Valles e Cima del Lago a sud che con i loro 2300 metri di quota si classificano come le vette più alte dell'areale di studio, mentre il Campigol a nord si presenta come un rilievo dalle forme più dolci.

3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La zona di rilevamento è situata all'interno del gruppo delle Dolomiti, un grande orogene di età neogenica che fa parte della catena Alpina e più precisamente del dominio tettonico del Sud-alpino.

Le Alpi sono un orogene di formazione cenozoica che ha avuto origine dalla collisione, ancora attiva, tra il continente europeo a nord e il continente africano a sud e che nella sua totalità si estende con direzione E-W dallo stretto di Gibilterra fino ai confini della catena Himalayana (Fig. 2). Questa collisione ha avuto inizio con la subduzione della Tetide Alpina, un piccolo oceano di età giurassica, ed è continuata successivamente con la subduzione della placca europea al di sotto della placca africana e in particolare del promontorio adriatico. Il risultato di questa collisione, che ha avuto il suo massimo sviluppo durante l'Eocene, è stata la creazione di una grande catena orogenica a pieghe e sovrascorrimenti (Cavazza, 2023).

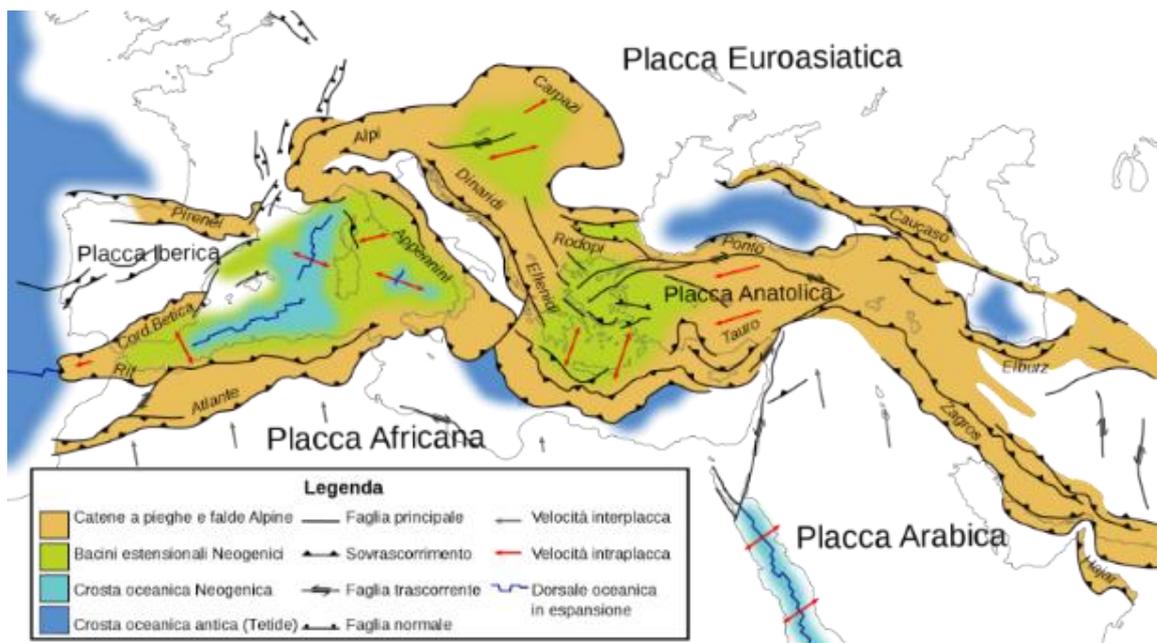


Figura 2, Rappresentazione schematica della catena alpina (Da Cavazza, 2023).

La catena delle Alpi viene suddivisa in diversi domini tettonici (**Fig. 3**):

- Dominio Pennidico, di origine europea e di affinità oceanica esso risulta composto da rocce provenienti dagli antichi oceani Vallese e Tetide alpina e da un piccolo dominio composto da rocce di crosta continentale (Dominio Brianzone);
- Dominio Elvetico, contiene rocce provenienti dalla deformazione del margine continentale europeo e costituisce il basamento europeo della catena alpina;
- Dominio Austroalpino, situato subito a nord della Linea Insubrica esso si è formato, in età ercinica, dall'impilamento di una serie di falde originarie di ciò che si trovava a sud della Tetide, ossia della placca africana.;
- Dominio Sudalpino, situato a sud della Linea Insubrica è anch'esso proveniente dalla placca africana e composto da una serie di falde formate da rocce sedimentarie.

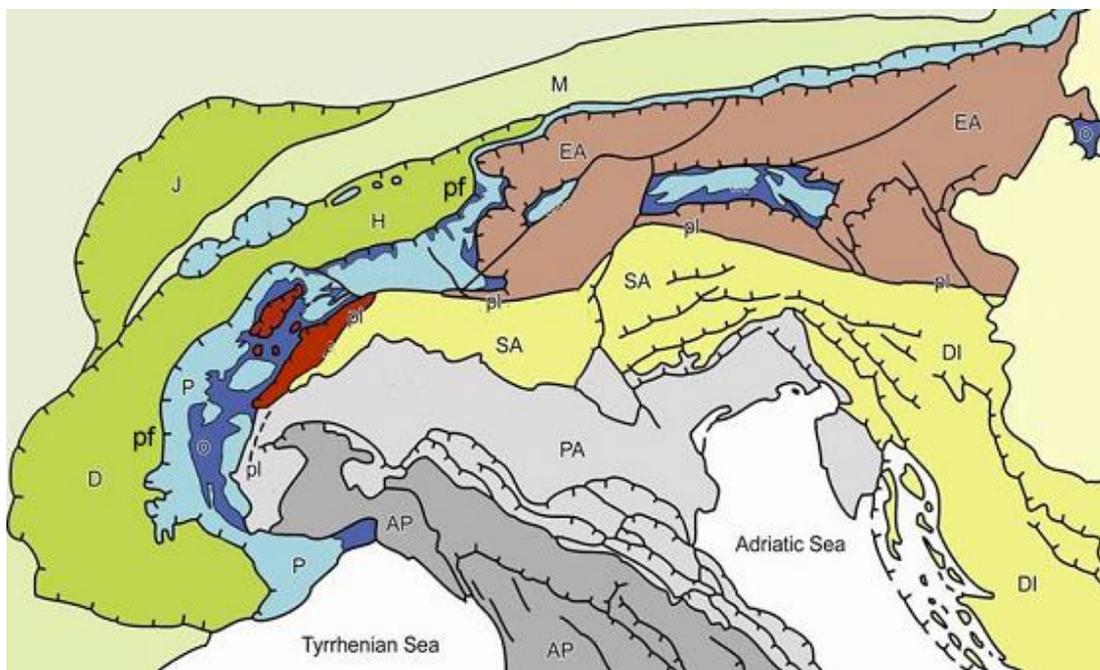


Figura 3, Schema rappresentativo dei vari domini della catena alpina (Cavazza, 2023).

Come precedentemente illustrato, la sezione del Sudalpino risulta separata dal resto della catena dalla presenza di una grande faglia, la Linea Insubrica (**Fig. 4**). Essa è un importante lineamento tettonico composto da un sistema di faglie che attraversa tutte le Alpi, con orientazione preferenziale E-O e giacitura tipicamente sub-verticale. Alcune delle faglie che lo costituiscono possono essere diverse espressioni della cinematica inversa che generalmente caratterizza questa faglia, ad esempio le faglie Tonale, Giudicaria e Val Posteria, tutte espressioni della Linea Insubrica ma con componente trascorrente. Si sostiene che la Linea Insubrica si sia originata come superficie di contatto dovuta allo scontro tra le placche di Adria ed Europa durante l'Orogenesi Alpina (Curzi et al., 2023).

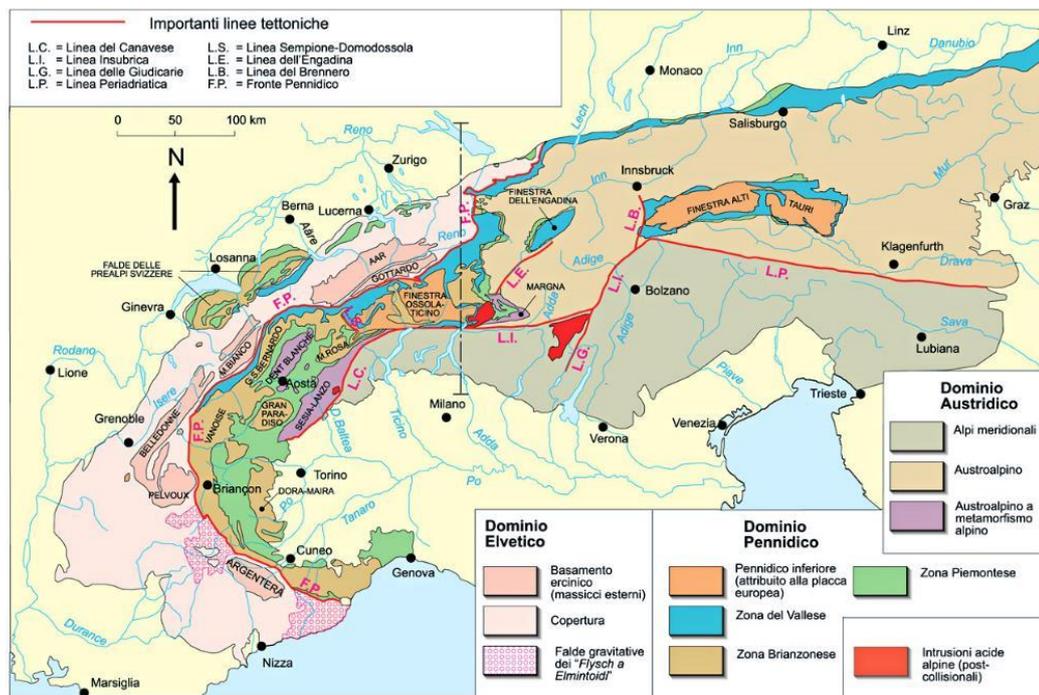


Figura 4, Schema delle principali strutture tettoniche delle Alpi (Da Cavazza, 2023).

La struttura delle Alpi meridionali è però il risultato di una lunga storia tettonica che ha visto l'alternarsi di diverse fasi anche con caratteristiche molto contrastanti tra loro. La collisione tra la placca africana e quella europea ha generato la grande catena orogena che noi osserviamo oggi durante una storia tettonica polifasica.

Durante la prima fase Permo-Triassica le Alpi meridionali hanno subito una lunga storia di rifting e distensione che ha portato alla creazione di una serie di horst e graben orientati NNE-SSW. Si ha poi evidenza di una ulteriore fase di rifting di età Triassica superiore-Giurassica che ha portato alla formazione di piattaforme carbonatiche e bacini (Bertotti et al., 1993), seguita da una fase di raccorciamento crostale avvenuta tra Giurassico e Cretaceo. Infine, seguono una serie di fasi a carattere compressivo che vanno dal tardo Cretaceo al Miocene e che riguardano i processi avvenuti durante la collisione continentale tra la placca africana e quella europea (Doglioni and Bosellini, 1987).

Il Sudalpino è quindi la fascia più meridionale delle Alpi che risulta delimitata a nord dalla precedente citata Linea Insubrica, grande faglia che permette di separare questo settore, detto retro vergente, dalla restante catena alpina tutta con vergenza verso nord. Il limite meridionale è invece definito dalla porzione più settentrionale della Pianura Veneta e dalle Pre-Alpi Venete, in particolare dal thrust del Montello, faglia di grande importanza siccome ancora tettonicamente attiva, e dalla flessura pedemontana veneta. Ulteriore limite

meridionale è rappresentato dal sovrascorrimento della Valsugana (Castellarin and Cantelli, 2000; Curzi et al., 2023).

La faglia della Valsugana è una grande struttura tettonica sud-vergente che porta il basamento cristallino ad affiorare al di sopra delle coperture sedimentarie Permo-Mioceniche delle Pre-Alpi Venete. Questo thrust è testimone del grande raccorciamento crostale, circa 50 chilometri, che ha interessato l'area durante il Paleogene.

Come precedentemente accennato, il Sudalpino presenta una vergenza opposta rispetto al resto della catena, ossia verso sud. La motivazione di tale vergenza può essere spiegata dalla presenza, in passato, di una forte localizzazione degli sforzi nella zona del fronte deformativo, che lo ha portato ad agire come un blocco rigido non più in grado di accomodare la deformazione. In questo modo, le forze agenti in quel punto non hanno più potuto propagarsi come prima e hanno trovato un metodo alternativo per dissiparsi, portando alla creazione di backthrust vergenti nella direzione opposta (Doglioni and Carminati, 2008).

Il Sudalpino è quindi un settore delle Alpi con caratteristiche molto particolari, l'areale di interesse per questa relazione è situato nella parte più orientale, zona in cui si trova la catena delle Dolomiti.

Le Dolomiti sono il risultato della deformazione del margine più settentrionale di Adria e dal punto di vista strutturale si presentano come un grande sinclinorio contenuto all'interno di un Popup di età neogenica (Fig. 5). Un Popup è una struttura tettonica thin-skin con concavità verso l'alto che deriva dalla combinazione di due faglie inverse antitetiche che portano la parte a tetto ad essere sollevata topograficamente e stratigraficamente rispetto a ciò che la circonda. Nel caso delle Dolomiti le due faglie che ne hanno causato il sollevamento sono la linea Valsugana a sud e la linea di Funes a nord.

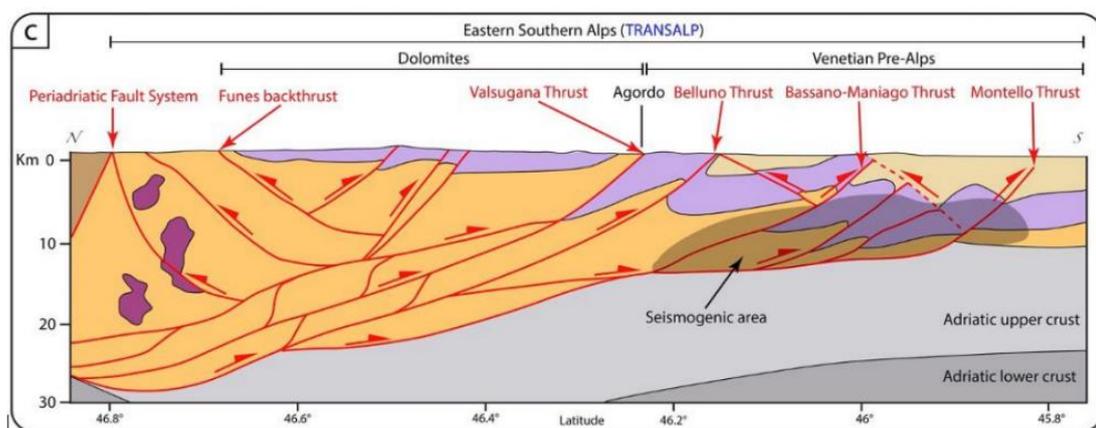


Figura 5, Sezione N-S delle Alpi Meridionali (Da Curzi et al., 2023).

La struttura di questa grande sinclinale è composta dal basamento cristallino sormontato da una serie di coperture e da diverse sequenze sedimentarie che partono da età Permo-Triassiche fino a raggiungere età Giurassiche e Cretaciche (Castellarin and Cantelli, 2000; Curzi et al., 2023).

Come sopracitato per il Sudalpino, anche le Dolomiti sono il risultato della stessa storia deformativa e polifasica che va dal Permiano al Neogene.

La prima fase estensionale, che avviene tra Permiano e Triassico, è dovuta alla frammentazione del supercontinente Pangea, che porta ad azionare un processo di rifting con orientazione degli sforzi in senso E-O, e un conseguente vulcanesimo di tipo calcalalino proveniente da crosta inferiore e mantello astenosferico (Curzi et al., 2023). Le prime evidenze di questo vulcanesimo si trovano all'interno delle Filladi del basamento cristallino che presentano al loro interno intrusioni magmatiche. Sempre in questo periodo si ha deposizione di prodotti magmatici di tipo effusivo che si vanno a distribuire in diverse quantità all'interno delle precedentemente formate strutture horst & graben. Questi depositi vanno a comporre quello che verrà poi definito come Gruppo Vulcanico Atesino (GVA) (Bosellini et al., 2003; Doglioni, 1987).

Nel periodo seguente, tra Triassico e Giurassico, vengono messe in posto una serie di formazioni tipiche di un ambiente che va approfondendosi per ingressione marina. Ritroviamo infatti formazioni come le Arenarie di Val Gardena, dovute allo smantellamento del sottostante Gruppo Vulcanico Atesino e tipiche di ambiente peritidale; la formazione del Bellerophon, costituita da evaporiti e carbonati di ambiente di sabkha; ed infine la formazione del Werfen, ricca di rocce carbonatiche, la cui componente silicoclastica aumenta spostandosi verso l'alto stratigrafico.

Nel Triassico medio, in particolare nel Ladinico, si assiste ad una seconda fase di rifting che porta alla formazione di nuove strutture ad horst & graben che permettono a depositi di bacino di trovarsi in eteropia laterale con depositi di piattaforma. Esempio eccellente è quello dell'eteropia di facies presente tra la dolomia dello Sciliar (mare basso) e la formazione del Livinallongo (bacino). Questa fase di rifting viene però abortita e porta una forte instabilità nell'area dando inizio ad una forte attività magmatica, i cui depositi, ristabilita la quiescenza, verranno nuovamente coperti da piattaforme carbonatiche.

L'evoluzione post-Triassica è dovuta alle aperture di diversi bacini oceanici. Nel Giurassico il continente africano inizia a distaccarsi dal Sud America e questo movimento porta all'apertura dell'oceano Atlantico e di quello Ligure-Piemontese (o Tetide Alpina). Il

successivo sviluppo dell'Atlantico meridionale, nel Cretaceo superiore, porta la placca africana a ruotare verso nord-est in senso antiorario bloccando lo sviluppo dell'oceano Ligure-Piemontese (Doglioni, 1987).

Nel Cretaceo ha quindi inizio l'orogenesi alpina. L'avvicinamento della placca africana porta ad una generale riattivazione delle strutture precedentemente a carattere estensivo come strutture compressive ed ha inizio la lenta chiusura e subduzione della Tetide Alpina, a partire dalla sua estremità più orientale. Nell'Eocene si assiste alla vera e propria collisione tra Europa ed il promontorio adriatico, qui si ha anche la massima deformazione della catena alpina.

Questi ultimi eventi vengono inseriti all'interno di tre distinte fasi che caratterizzano la vera e propria deformazione del Sudalpino, e quindi della catena delle Dolomiti:

- Fase eoalpina (tardo Cretaceo-Paleogene), fase compressiva interessata da un generale raccorciamento con assetto NE-SW principalmente del settore centro-occidentale;
- Fase mesoalpina (Eocene medio-Luteziano), è la principale fase deformativa del Sudalpino orientale dove avviene l'effettivo scontro tra placca europea e placca africana;
- Fase neoalpina (Oligocene-Miocene), è la fase più recente dove si ha una generale compressione che interessa tutto il Sudalpino.

Si ritiene poi che sia in atto una quarta fase, Plio-Quaternaria, che sta deformando il settore centro-orientale del Sudalpino amplificando gli effetti della precedente deformazione neoalpina. Di questa fase si ha testimonianza grazie alla presenza di una zona sismicamente attiva localizzata nelle Prealpi Venete (Doglioni and Bosellini, 1987).

All'interno della penultima fase, quella neoalpina, è possibile effettuare un'ulteriore suddivisione. Una prima fase, attiva nell'Oligocene, viene definita Dinarica e presenta un campo di sforzi orientato NE-SW. Una seconda fase viene definita Valsuganese, attiva nel Miocene, è caratterizzata da un'orientazione degli sforzi NNW-SSE ed è responsabile della riattivazione come backthrust della faglia della Valsugana. La terza e ultima suddivisione viene detta fase Schio-Vicenza, agisce tra tardo Miocene e Pliocene ed è interessata da sforzi orientati WNW-ESE. Questa variazione di orientazione degli sforzi è spiegata dalla contemporanea traslazione e rotazione del continente africano e quindi del promontorio di Adria .

La stratigrafia dell'area di studio (**Fig. 6**) copre un periodo temporale che va dal Permiano inferiore (Sakmariano) fino al Triassico medio (Ladinico). Essa permette di osservare parte degli eventi deformativi sopra descritti, in particolare si assiste alla fase distensiva dovuta alla frammentazione della Pangea, con deposizione del GVA; al periodo di ingressione marina che porta alla deposizione di una serie di coperture sedimentarie, tra cui le AVG, il Bellerophon e la formazione del Werfen; fino alla seconda fase di rifting del Ladinico, in cui si mettono in posto i filoni magmatici che interessano il nostro areale.

La successione stratigrafica presente nel nostro areale, che verrà descritta nel dettaglio nel capitolo successivo, è la seguente:

- Gruppo Vulcanico atesino, GVA (Permiano inferiore-Sakmariano);
- Arenarie di Val Gardena, AVG (Permiano medio);
- Formazione del Bellerophon, BEL (Permiano superiore-Changhsingiano);
- Formazione del Werfen, WER (Permiano superiore-Triassico inferiore);
- Filoni Magmatici (Triassico medio-Ladinico).

Vista l'assenza all'interno dell'area di studio del basamento metamorfico, che è stato osservato separatamente per lo svolgimento dell'approfondimento, ne riporto in seguito una breve descrizione al fine di fare chiarezza sulle sue caratteristiche.

Il basamento del Sudalpino è composto da una spessa sequenza formata da un complesso pelitico inferiore, un complesso vulcanico intermedio ed un ulteriore complesso pelitico al tetto, che vengono portati a giorno grazie all'azione del sovrascorrimento della Valsugana. Il basamento viene sottoposto a due eventi metamorfici durante l'orogenesi Varisica, che porta ad avere un metamorfismo in facies scisti verdi che avviene in condizioni di bassa pressione (Sassi et al., 2004). All'interno di questa successione è stata osservata in particolare la Formazione delle Filladi di Bressanone, al fine di studiarne la materia organica grafitica contenuta all'interno.

Le Filladi di Bressanone sono un grande complesso di metamorfiti con diversi litotipi che si trovano in alternanza tra loro e che formano la parte più settentrionale del basamento cristallino del Sudalpino. In generale esse sono formate da rocce filladiche quarzose a una o due miche che spesso possono contenere clorite. Questa formazione, di età compresa tra il Cambriano e l'Ordoviciano, ha subito un metamorfismo di facies scisti verdi durante l'orogenesi Varisica, arrivando a registrare temperature di anche 470° C, stimate tramite l'utilizzo della termometria Raman sulla materia organica presente nelle rocce (Brugaletta, 2023).

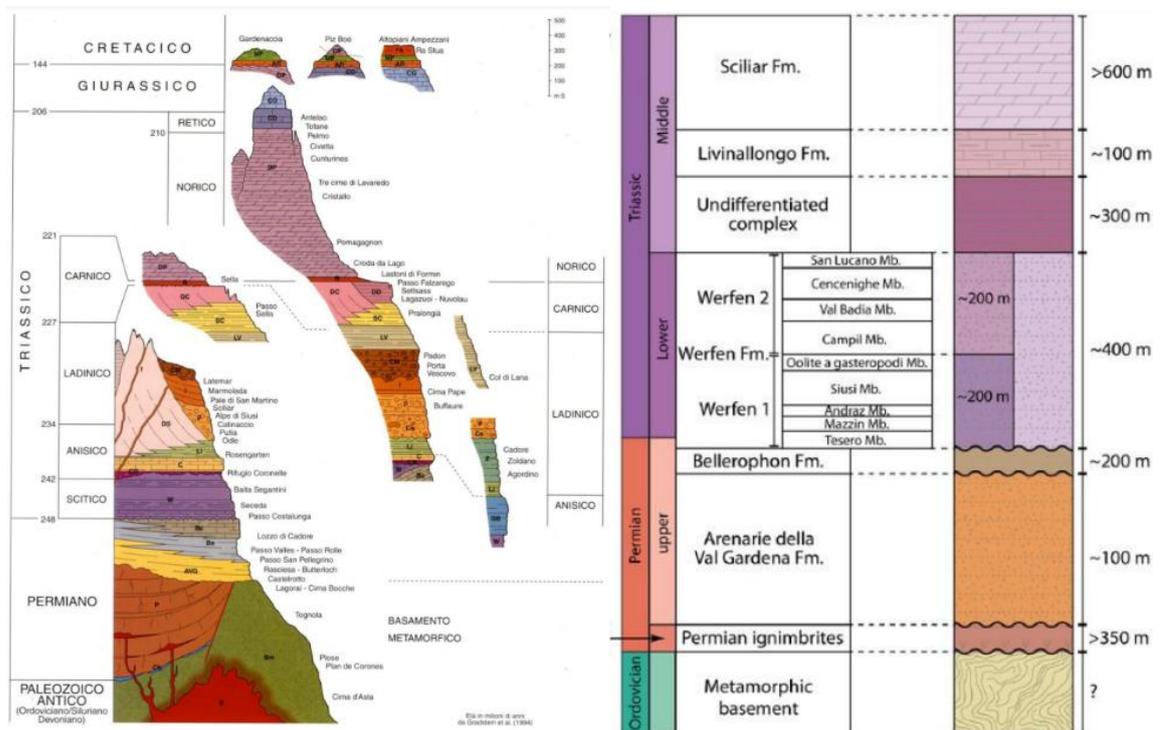


Figura 6, (A sinistra) Colonna stratigrafica della sequenza affiorante sulle Dolomiti dal Paleozoico antico fino al Cretacico (Da Borsellini, 1996) (A destra) Colonna stratigrafica più nel dettaglio della sequenza a partire dal basamento metamorfico fino alla Formazione dello Sciliar (Da Curzi et al., 2023).

4 RISULTATI DEL RILEVAMENTO GEOLOGICO

In seguito all'attività di rilevamento è stata prodotta una carta geologica in scala 1:7000 (**Allegato1**) della zona di studio e una sezione geologica volte a comprendere meglio l'assetto stratigrafico strutturale dell'areale. Durante il rilevamento è emerso che nella zona di studio fosse presente la totalità della stratigrafia a partire dalle ignimbriti permiane del Gruppo Vulcanico Atesino fino ai membri più sommitali della successione del Werfen, il membro di Cencenighe e San Lucano (Olenekiano).

Osservando la carta geologica riportata negli allegati e lo stereonet in **Figura 23**, è inoltre possibile notare come l'orientazione delle diverse formazioni sia relativamente concorde portando ad avere un generale ringiovanimento della stratigrafia partendo da nord e andando verso sud dell'areale di riferimento.

Verrà ora elencata la sopra citata stratigrafia delle formazioni osservate durante l'attività, partendo dai membri più antichi per poi proseguire con la descrizione dei membri più giovani.

4.1 LITOSTRATIGRAFIA

Gruppo Vulcanico Atesino (Permiano inferiore - Sakmariano)

Questa successione di rocce vulcaniche (GVA) è stata ritrovata nella parte settentrionale dell'areale di studio e va a costituire i rilievi del Campigol, situati a nord di passo Valles. La formazione è costituita da una serie di depositi vulcanici, ignimbriti, accumulatisi a causa della ripetitiva azione di correnti piroclastiche. Essi si presentano in affioramento come grandi depositi massivi interessanti però da una serie di fratture pervasive ad andamento sub-verticale (**Fig. 7**), il loro spessore viene definito in letteratura anche superiore ai 350 metri, cosa che non è stato possibile osservare non avendo trovato il contatto stratigrafico con il



Figura 7, Ignimbriti appartenenti al Gruppo Vulcanico Atesino con set di fratture

sottostante basamento cristallino. Queste ignimbriti riodacitiche sono caratterizzate da un colore vinaccia tendenzialmente uniforme e da una tessitura porfirica, ossia interessata dalla presenza di frammenti clastici e vetrosi contenuti all'interno di una pasta di fondo a granulometria fine. I clasti osservati all'interno della roccia risultano spesso rotti o frammentati e sono principalmente di quarzo, feldspati e biotite, osservabile grazie alla presenza di un abito euedrale ben definito. La roccia può inoltre contenere litici, ossia frammenti di roccia preesistenti che si distinguono a causa delle differenze in colore e tessitura, e presenta tipicamente una tessitura eutassitica, caratterizzata dalla presenza di fiamme, strutture ad andamento allungato che testimoniano il senso di deposizione.

Arenarie di Val Gardena (Permiano medio)

Le Arenarie di Val Gardena (AVG) si presentano come una sequenza clastica che contiene un'alternanza tra facies più arenitiche al tetto e facies più conglomeratiche alla base della formazione.



Figura 8, Affioramento con stratificazione evidente delle Arenarie di Val Gardena.

Questa formazione deriva, infatti, dallo smantellamento della parte superficiale delle ignimbriti di cui si trovano evidenze in affioramento grazie alla presenza di ciottoli di ignimbrite contenuti all'interno delle arenarie nella zona in prossimità del contatto stratigrafico. Il contatto con il gruppo vulcanico atesino viene ritrovato nella zona centrale della carta e il limite tra le due formazioni si estende in direzione pressoché est-ovest.

Le arenarie si presentano tipicamente come rocce di colore grigio-rossastro tendente al vinaccia, la granulometria è media e la roccia è poco cementata e grano sostenuta, tende infatti a frammentarsi molto facilmente (**Fig. 8**). I minerali contenuti al loro interno sono gli stessi che vengono ritrovati all'interno delle ignimbriti, ossia principalmente

quarzo, feldspati e biotite. La sequenza è quasi sempre ben stratificata con strati di spessore decimetrico; nelle zone a granulometria più fine, dove anche gli strati diventano meno spessi, è possibile trovare facies di canale e laminazioni. Spesso gli affioramenti risultano molto deformati ed erosi, probabilmente a causa del facile smantellamento della formazione che non presenta le stesse caratteristiche di compattezza e durezza delle ignimbriti.

Formazione a Bellerophon (Permiano superiore – Changhsingiano)

Alla sommità delle Arenarie di Val Gardena ritroviamo la formazione del Bellerophon (BEL). Riconoscibile grazie al suo caratteristico colore bianco-grigiastro, essa è una successione di rocce evaporitiche e carbonatiche che quindi alternano strati di gessi a strati contenenti dolomie e calcari.

La formazione si trova a contatto con le AVG nella parte basale e con la formazione del Werfen nella parte sommitale, essa presenta uno spessore poco stimabile che viene però stimato sui 250-300 metri.

All'interno del Bellerophon vengono poi distinte due facies. La facies basale, Fiammazza, risulta tipica di ambiente di sabkha, ossia un ambiente di mare basso caratterizzato da una



Figura 9, Facies fiammazza all'interno della Formazione del Bellerophon.

ripetizione di ingressioni e regressioni marine che portano alla deposizione di solfati (gessi) intercalati con dolomie e dolomie marnose spesso bioturbati (**Fig. 9**). A seguire si passa alla facies Badiota, facies sommitale del Bellerophon che risulta ricca di calcari e calcari micritici scuri e fetidi, tipici di un ambiente marino più profondo, che tipicamente risultano ricchi in fossili di foraminiferi, gasteropodi, bivalvi e brachiopodi.

Questa formazione viene osservata in affioramento alla base di Cima Valles, più di preciso si riesce a cogliere la variazione ed il contatto tra le due facies guardando il fianco occidentale della cima, dove è possibile notare un netto cambio di colore.

Formazione di Werfen (Permiano superiore – Triassico inferiore)

Questa formazione è costituita da rocce carbonatiche alla base che vanno ad aumentare il loro contenuto terrigeno risalendo nella successione. Essa viene distinta in nove membri che vengono suddivisi per differenze in litologia, competenza, cromatismo e contenuto fossilifero.

Membro di Tesero – Mazzin (Changhsingiano – Induano)

Questo membro unificato è stato osservato, a contatto con il sottostante Bellerophon, alla base di Cima Valles, nel sentiero CAI 751 che porta alla Forcella Venegia (**Fig. 10**). L'unione di questi due membri (T+M) è dovuta al limitato spessore del Tesero, 5 metri, che, insieme al Mazzin, porta invece lo spessore a circa 45 metri, più semplice da cartografare. Il membro di Tesero è costituito da calcari e dolomie oolitici e bioclastici di colore grigio chiaro, indici di una rapida trasgressione marina, disposti in una successione ben stratificata.

Esso passa, tramite un contatto graduale, al successivo membro di Mazzin che è caratterizzato da calcari e calcari marnosi grigio verdastri ricchi in contenuto fossilifero, si trovano infatti brachiopodi e bivalvi in cui spicca il genere *Claraia*. Il membro presenta una evidente ma non regolare stratificazione che può passare da zone a laminazione millimetrica, in cui viene concentrata la componente più silicoclastica, fino a zone in cui si trovano bancate decimetriche o metriche.

All'interno di questo membro, più precisamente al tetto del Tesero, viene posto il limite Permo-Triassico, segnato dall'avvento di una grande estinzione di massa.



Figura 10, Affioramento del Membro di Tesero-Mazzin.

Membro di Andraz (Induano)

Il membro di Andraz (AND) è un intervallo sottile, di circa 25 metri di spessore, di materiale poco competente che spesso risulta più eroso o coperto di vegetazione rispetto agli altri membri affioranti.

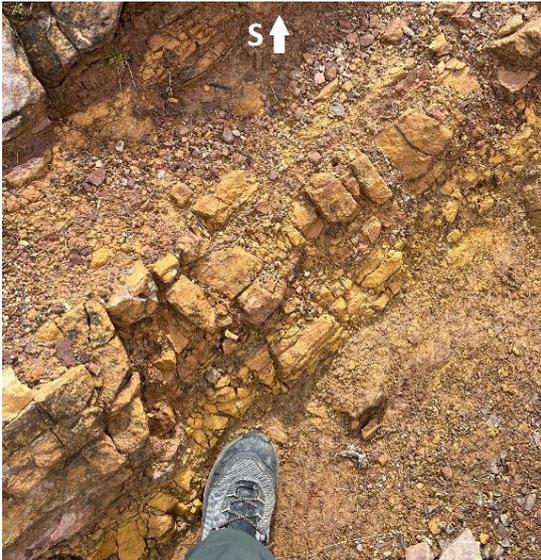


Figura 11, Affioramento del Membro di Andraz sul sentiero CAI 751.

Alla base è delimitato da un contatto netto con il membro di Mazzin mentre al tetto si trova a contatto con il membro del Siusi. Esso è costituito da areniti e argilliti di colore giallo o rossastro che possono essere intercalate a marne e dolomie (**Fig. 11**). La stratificazione risulta ben definita e passa da millimetrica a centimetrica. Questo membro evidenzia l'aumento della componente silicoclastica rispetto a quella carbonatica, ciò è testimonianza di una deposizione in ambiente continentale di piana alluvionale, prossima alla costa, in clima arido.

Il Membro di Andraz viene ritrovato in affioramento proseguendo lungo il sentiero CAI 751.

Membro di Siusi (Induano)

Il Membro di Siusi (SIU) presenta uno spessore di circa 70 metri ed è costituito da calcari e calcari marnosi di colore grigio verdastro, che spostandosi verso la parte sommitale lasciano il posto ad una roccia dal colore rossastro in cui aumenta la componente sabbiosa e argillosa.

La parte inferiore, più carbonatica, è ricca in contenuto fossilifero che spazia da ooliti a bivalvi del genere *Claraia Claraia* (**Fig. 12**); essa si presenta ben stratificata con spessori che variano da centimetrici a decimetrici in cui si possono trovare alternanze con laminazione più fine. La parte superiore, più silicoclastica, mostra una assenza di contenuto fossilifero e presenta una stratificazione molto più fitta e pervasiva con strati da millimetrici e centimetrici, meno competenti della parte sovrastante. A differenza dei membri precedenti, la roccia può risultare leggermente lucida e riflettente a causa della presenza di mica negli intrastrati. Le



Figura 12, Fossili di Claraia Claraia contenuti nel Membro di Siusi.

differenti caratteristiche tra la facies basale a quella sommitale sono indice di un diverso ambiente di deposizione che passa rispettivamente da una zona di rampa mediana ad una zona di piattaforma.

Il membro di Siusi si trova affiorante lungo il sentiero CAI 751 e può essere osservato fin quasi sulla sommità di Cima Valles, esso viene poi osservato lungo le pareti delle altre cime presenti in carta anche se non totalmente in continuità laterale.

Membro dell'Oolite a Gasteropodi (Induano)

Il Membro dell'Oolite a Gasteropodi (OG) può essere ben definito grazie alla sua forte competenza meccanica che gli permette di creare pareti con pendii molto scoscesi. Esso viene ritrovato in affioramento sulla parte più sommitale e nel retro di Cima Valles e sulle pareti di Cima Lago, dove è possibile osservare in modo chiaro il limite inferiore netto con il membro del Siusi e il limite superiore graduale con il membro del Campil. Il suo spessore si attesta attorno ai 35 metri. Le litologie sono molto simili a quelle del Siusi basale, è caratterizzato da calcari siltosi ricchi di contenuto fossilifero, come gasteropodi e bivalvi, alternati a calcareniti oolitiche e siltiti rossastre. La stratificazione è ben evidente e presenta strati di spessore da centimetrico a metrico, al cui interno si possono trovare frequenti bioturbazioni o strutture a stratificazione piano parallela. Come il Membri di Siusi anche questo si depone in ambiente oceanico di rampa mediana.

Membro di Campil (Olenekiano)

Questo membro è costituito da rocce di colore rossastro a grana fine, tipicamente argilliti, siltiti e areniti fini (**Fig. 13**) che possono presentare evidenze di trasporto trattivo grazie al ritrovamento nella roccia di laminazione incrociata, hummocky o piano parallela e di strutture come ripple. La presenza di queste strutture è indice di un ambiente deposizionale tipico di spiaggia sommersa, al limite tra shoreface e offshore, dove i sedimenti sono particolarmente influenzati dal moto ondoso. La roccia si presenta come ben stratificata con bancate che vanno da decimetriche a metriche, lo spessore totale della formazione risulta essere di circa 70-100 metri.



Figura 13, Affioramento del Membro di Campil.

Alternato al tipico color vinaccia, indice di un ambiente in cui è avvenuta ossidazione, si trovano sottili strati verdastri che indicano un ambiente riducente. Queste caratteristiche risultano molto simili a quelle del Membro di Siusi sommitale da cui si può distinguere grazie alla totale assenza di carbonati, questo membro si dimostra infatti come quello più silico-clastico all'interno della formazione del Werfen. Altra caratteristica di questa unità è lo scarso contenuto fossilifero e di bioturbazione, a differenza della grande presenza di minerali micacei che

conferiscono alla roccia un aspetto lucente.

Il Membro di Campil (CAM) presenta un contatto basale con le Ooliti a gasteropodi e uno sommitale con il Membro della Val Badia, entrambi i quali si manifestano come contatti graduali. In affioramento esso viene ritrovato al termine del sentiero CAI 751, proprio sulla forcilla Venegia, e a costituire la sommità e parte della scarpata orientale di Cima del Lago.

Membro di Val Badia (Olenekiano)

Il Membro di Val Badia (VALB) è costituito da calcari siltosi grigio-verdastri alternati a calcareniti e siltiti che si trovano all'interno di strati che possono formare anche bancate metriche, con uno spessore totale di circa 40 metri.

Questa unità si presenta come la più fossilifera di tutta la formazione del Werfen e al suo interno, negli strati a granulometria più fine, si possono ritrovare fossili di bivalvi, gasteropodi ed ammoniti (**Fig. 14**). La grande quantità di fauna è dovuta alla ripresa della vita dopo la grande estinzione di massa avvenuta tra Permiano e Triassico. L'ambiente deposizionale che caratterizza questo membro risulta essere quello più profondo di tutta la formazione, ossia un ambiente di rampa esterna.

Questo membro viene ritrovato in affioramento nella zona meridionale della carta, più precisamente sul picco di Cima del Lago e lungo la sua scarpata orientale, delimitato alla base dal Membro del Campil e al tetto dal Membro di Cencenighe con cui ha un contatto graduale.



Figura 14, Campione del Membro di Val Badia contenente diverse tipologie di fossili tra cui ammoniti e gasteropodi.

Membro di Cencenighe e San Lucano (Olenekiano)

Il Membro di Cencenighe (CEN) è l'ultimo tra quelli ritrovati nella zona di rilevamento ed è situato nella parte più sommitale della cresta ad est di Cima del Lago, qui si possono notare rocce di colorazione rosa che diventa un rosso intenso passando al Membro di San Lucano (SAN). L'unità di Cencenighe si presenta come una roccia ben stratificata con spessori che vanno da centimetrici a metrici, composta da dolomie e dolomie arenacee di colore rosato con livelli oolitici di colore giallastro, alternate a dolomie cariate e siltiti (**Fig. 15**).

L'ambiente deposizionale in cui questa roccia va a formarsi è quello di rampa carbonatica.



Figura 15, Affioramento del Membro di Cencenighe in prossimità di Cima Lago.

Il Membro di San Lucano si presenta invece come una successione di siltiti e areniti con colore dal grigio al rosso vinaccia, intercalate a rari livelli dolomitici e clastici e spesso bioturbate. Lo spessore totale dell'unità raggiunge circa i 120 metri, con 80 metri del Membro del Cencenighe e 40 del Membro di San Lucano.

Filoni Magmatici (Ladinico)

I filoni magmatici si presentano come dicchi di colore scuro, nero, con struttura porfirica contenente una pasta di fondo afanitica al cui interno si trovano fenocristalli di minerali femici come anfiboli e pirosseni. La composizione risulta essere trachibasaltica.

Queste strutture sub-verticali di spessore metrico si immettono all'interno delle formazioni tagliando la stratigrafia e portando l'evidenza di un vulcanesimo di età medio-triassica. Nell'areale di studio ne vengono riscontrati due sui versanti di cima Valles, è possibile osservarli distintamente sul versante frontale e su quello occidentale.

In **Figura 16** viene mostrata la scarpata occidentale di Cima del Lago sulla cui facciata è possibile osservare in modo molto chiaro una grande parte della stratigrafia appena descritta appartenente alla formazione del Werfen.



Figura 16, Vista panoramica di Cima del Lago dal sentiero CAI 751 con individuazione della stratigrafia.

4.2 ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE E ANALISI DELLE STRUTTURE TETTONICHE

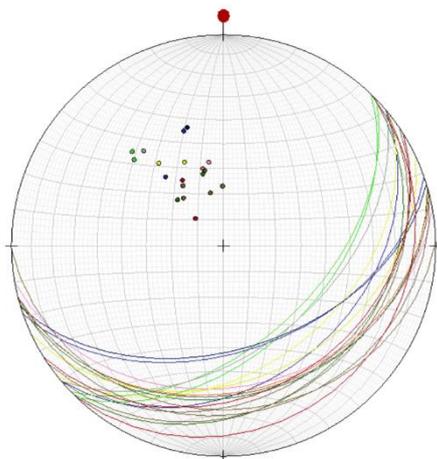


Figura 17, Proiezione stereografica delle orientazioni degli strati di tutte le formazioni osservate.

L'assetto stratigrafico dell'areale di studio risulta completo, con una successione che parte dalle ignimbriti a nord e va via via ringiovanendo spostandosi verso sud, fino a raggiungere i membri sommitali della formazione del Werfen. L'orientazione della stratigrafia si dimostra pressoché concorde all'interno di tutte le formazioni osservate, con una immersione media orientata verso sud est ed una inclinazione variabile tra i 20 e i 50°. Come è possibile osservare dalla proiezione stereografica riportata

in **Figura 17**, le giaciture riportate suggeriscono un generale andamento monoclinale a basso angolo. L'unica formazione di cui non è stato possibile misurare una superficie di strato è stata quella del Gruppo Vulcanico Atesino, visto il suo assetto deposizionale massivo. All'interno di questo gruppo sono state però misurate una serie di fratture pervasive e alcuni piani di faglia. Dalle misure raccolte sono stati identificati due piani principali di frattura, il primo con inclinazione di circa 20° ed immersione verso sud ovest, il secondo con inclinazione di circa 50-60° ed immersione verso i quadranti nord-orientali. Dalla analisi svolte in affioramento è stato possibile constatare che i piani di frattura con inclinazione minore risultavano tagliati e dislocati da quelli con inclinazione maggiore, permettendoci quindi di determinare una diversa età dei due set.

Le faglie ritrovate all'interno delle ignimbriti presentano piani orientati E-NE con un alto angolo di inclinazione che si attesta intorno ai 70° (**Fig. 18**).

Queste faglie mostrano evidenti strie e gradini grazie ai quali è stato possibile ricostruire un generale andamento, che è stato supposto essere a cinematica normale.

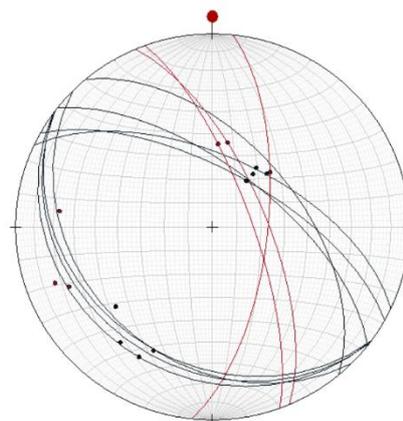


Figura 18, Proiezione stereografica delle faglie e delle fratture presenti nelle ignimbriti.

La formazione del Bellerophon, presente nella parte centro-meridionale del nostro areale, si mostrava estremamente deformata, composta da diverse serie di pieghe dalle dimensioni variabili che potevano anche formare strutture di diversi metri di lunghezza. Ne sono state osservate due ai piedi di Cima Valles, le strutture plicative presentavano grandi dimensioni ed entrambe avevano vergenza generale verso ovest-sud ovest.

La prima (**Fig. 19**) era una piega non cilindrica e rovesciata, essa presenta su uno dei fianchi una serie di pieghe di seconda generazione, ptigmatiche, in cui è possibile notare la presenza di un clivaggio molto pervasivo (**Fig. 20**). Inoltre, all'interno degli strati ripiegati si può osservare la presenza di una serie di vene riempite di solfati di gesso che risultano perpendicolari alla stratificazione, queste vene si trovano in particolare nelle vicinanze dell'estradosso e sono probabilmente dovute all'apertura di fratture durante il piegamento della roccia.



Figura 19, Piega all'interno della formazione del Bellerophon.



Figura 20, Pieghe ptigmatiche all'interno dei fianchi della piega in Figura 19.

In prossimità della piega sono state ritrovate tracce della presenza di un dicco che può essere seguito fin sopra la cima di Cima Valles, questo dicco presenta un colore scuro, quasi nero, e si mostra come una pasta di fondo in cui è possibile osservare diversi tipi di fenocristalli. Un'altra struttura simile viene ritrovata sul fianco orientale di Cima Valles, in questo caso il dicco non può essere seguito fino all'interno del Bellerophon ma si blocca nel Membro di Tesero-Mazzin.

Ad est della piega precedentemente descritta ne viene ritrovata una seconda dalle dimensioni minori che si è ritenuto essere parte del nucleo della precedente.

Proseguendo un po' più in alto nel sentiero, sempre all'interno del Bellerophon, viene ritrovata un'altra piega dalle grandi dimensioni che sembra come immergente verso l'interno della montagna stessa. Questa piega sembra essere aperta ed inclinata, con generale vergenza verso sud.

Sempre all'interno della formazione del Bellerophon ci è stato possibile osservare a distanza un'altra serie di strutture presenti sul fianco occidentale di Cima Valles. Da questa

prospettiva, a differenza della visione frontale, è possibile osservare con precisione il passaggio di facies tra Fiammazza e Badiota. All'interno della facies Fiammazza sono stati ritrovati treni di pieghe molto simili a quelli descritti in precedenza mentre nella sovrastante facies Badiota si potevano osservare piccole faglie, con diversa cinematica, che portavano alla dislocazione degli strati.

Proseguendo nella successione stratigrafica incontriamo le formazioni di Tesero-Mazzin ed Andraz che non hanno mostrato particolari segni di deformazione, probabilmente anche a causa della dimensione ridotta degli affioramenti osservabili e misurabili da vicino.

Il successivo membro del Siusi si è invece dimostrato come abbastanza interessato da deformazioni. Al suo interno è stato possibile osservare alcune pieghe blande, alcuni indicatori cinematici ed una grande presenza di fratture molto persistenti all'interno della roccia.

Le deformazioni trovate all'interno della formazione erano localizzate in prevalenza nella parte sommitale, in vicinanza del contatto con le soprastanti Ooliti a gasteropodi. Le pieghe osservate risultavano spesso coricate e blande. Gli indicatori cinematici si manifestavano come strati in cui si osservava un blando

piegamento che andava a formare delle strutture ad S che potrebbero indicare l'azione di uno sforzo che ha agito con un taglio sinistro (**Fig. 21**). Questi indicatori vengono tipicamente osservati in prossimità di faglie o strutture cinematiche che provocano l'azione di grandi sforzi all'interno delle rocce.

Avvicinandosi a Forcella Venegia, infatti, è stata osservata la mancanza del Membro delle Ooliti a Gasteropodi che, secondo la stratigrafia, dovrebbe trovarsi a contatto con il Siusi; è stato invece trovato un affioramento del successivo Membro di Campil. Questa mancanza di parte della successione stratigrafica potrebbe essere spiegata dalla presenza di una faglia, localizzata tra il Membro di Siusi e quello del Campil, che avrebbe permesso alle Ooliti di spostarsi rispetto alla loro posizione originale e presumibilmente venir erose. La presenza di questa struttura tettonica è più facilmente osservabile guardando Cima Valles tramite una vista panoramica (**Fig. 22**). Questa visione permette infatti di osservare il rigetto che ha portato le Ooliti a salire rispetto alla loro posizione iniziale per poi andare a formare la vetta

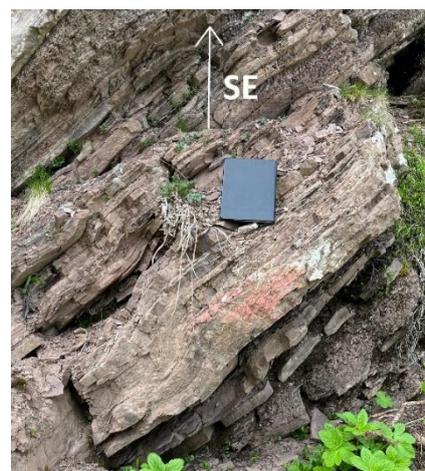


Figura 21, Evidenze cinematiche all'interno del membro del Siusi.

della montagna, a differenza della adiacente vetta di Cima Lago che è invece occupata dal membro di Campil e di Val Badia. La faglia mostrata in **Figura 22**, considerando gli indicatori cinematici localizzati a letto che mostravano l'evidenza di un taglio sinistro, sarebbe una faglia a cinematica normale. Essa ha quindi portato il letto a salire e ha permesso alle Ooliti localizzate in prossimità di Forcella Vanegia di salire e venir erose, impedendone il ritrovamento e portando Siusi e Campil ad essere in contatto.

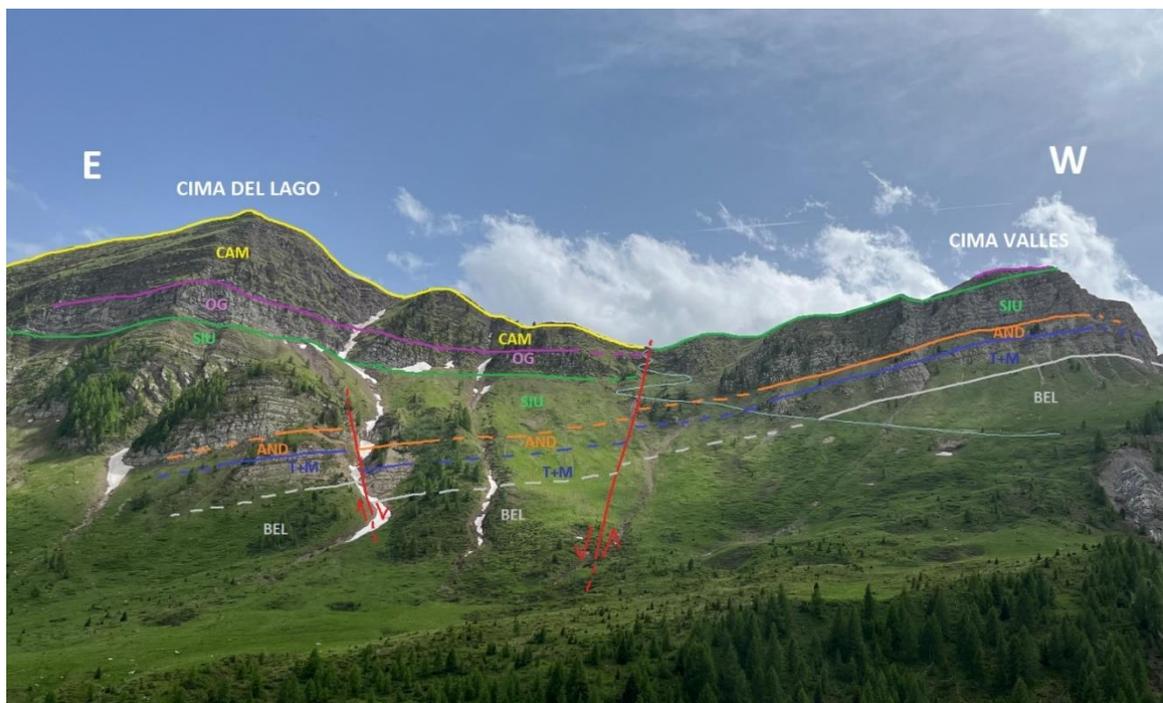


Figura 22, Schema dell'assetto stratigrafico-strutturale dei versanti nord di Cima Valles e Cima del Lago.

Oltre a questa grande struttura, attraverso la vista panoramica della **Figura 23** è possibile osservare un ulteriore rigetto localizzato più ad est del precedente. Il rigetto interessa la scarpata ovest di Cima del Lago, qui notiamo una evidente dislocazione del Membro di Andraz che può però essere osservata anche nei membri più antichi della successione. A causa di ciò è stata ipotizzata la presenza di una faglia che ne avrebbe permesso il movimento. Oltre a queste due strutture cinematiche, il Membro delle Ooliti a Gasteropodi non è sembrato particolarmente interessato da altri tipi di deformazione, esso è inoltre stato difficile da osservare in affioramento.

Il soprastante Membro del Campil, soprattutto nei pressi di Forcella Vanegia, viene ritrovato molto fratturato e deformato si presume a causa della vicinanza della grande struttura cinematica sopra citata. I successivi Membri di Val Badia e Cencenighe sono risultati poco interessati da deformazioni alla scala dell'affioramento ma, ad una scala

panoramica con vista su Cima Lago, i due membri sono attraversati da una grande struttura cinematica.

Come possibile osservare dalla panoramica in **Figura 23**, sulla vetta di Cima Lago osserviamo come ultimo membro affiorante quello del Cencenighe, seguito pochi metri sotto dal Val Badia. Spostando lo sguardo verso NE osserviamo una piccola cima dalla punta aguzza la cui base è sempre composta dal Membro di Cencenighe ma sulla cui sommità si aggiunge un modesto spessore di una evidente sequenza dal colore rosso intenso. Questa sequenza, che su Cima del Lago non veniva osservata, è il Membro di San Lucano.

Questa eteropia laterale della stratigrafia non può essere spiegata se non con la presenza di una struttura tettonica ad alto angolo che ha permesso la dislocazione delle due formazioni fino alla creazione della situazione attuale. La presenza della struttura può essere osservata anche guardando il rigetto che si forma all'interno degli altri membri del Werfen, molto evidente quello presente nel Membro delle Ooliti a Gasteropodi, il quale viene rigettato nella sua interezza.

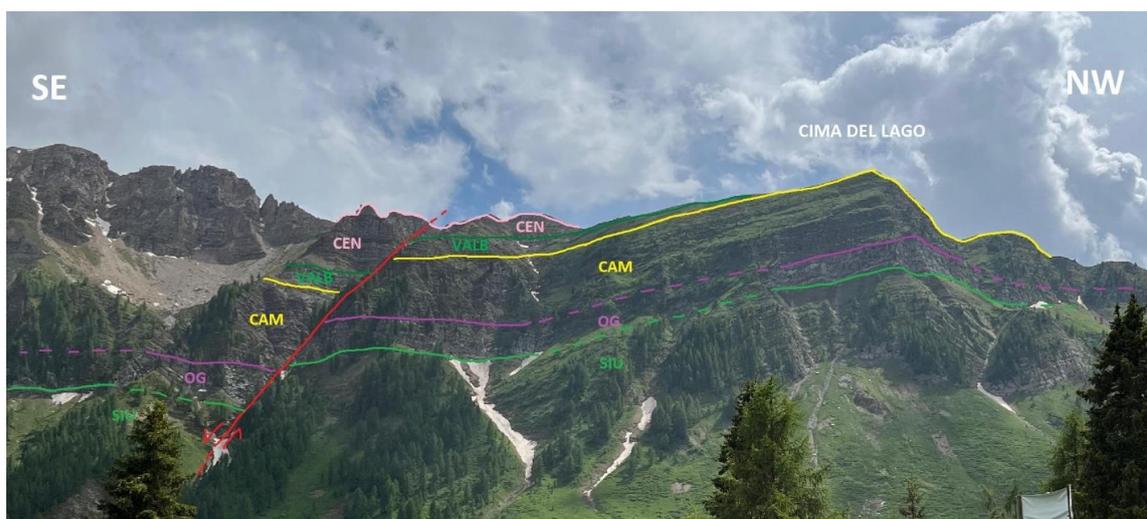


Figura 23, Schema dell'assetto stratigrafico-strutturale del versante orientale di Cima del Lago.

5 APPROFONDIMENTO

L'obiettivo di questo approfondimento è lo studio del rapporto tra gli isotopi stabili del carbonio organico presente all'interno dei campioni di Filladi di Bressanone che costituiscono il basamento cristallino della zona di studio. All'interno delle filladi del basamento è infatti presente una frazione di grafite che, se analizzata, ci permette di ricavare i valori degli isotopi ^{12}C e ^{13}C e relative informazioni sull'origine del carbonio contenuto al suo interno. Il carbonio viene infatti distinto, in base alla sua provenienza, in carbonio inorganico, ad esempio quello presente all'interno delle rocce carbonatiche, o in carbonio organico, prevalentemente derivante da materia organica di origine biogenica.

Lo studio svolto in questo approfondimento si basa sulla composizione e il frazionamento degli isotopi stabili del carbonio ^{12}C e ^{13}C , i due più comuni in natura. Gli isotopi sono atomi dello stesso elemento che presentano uguale numero di protoni ed elettroni ma differiscono per il numero di neutroni e di conseguenza per il loro peso atomico. Gli isotopi di un elemento hanno quindi proprietà fisiche e chimiche diverse che implicano che durante le reazioni essi diano un contributo differente in base alle loro caratteristiche. Questa ridistribuzione viene definita dal frazionamento isotopico che consiste in una separazione e ridistribuzione degli isotopi, con differente concentrazione tra le due specie, all'interno di un processo chimico, fisico o biologico.

La composizione isotopica, indicata con la lettera greca delta δ , si ricava dalla differenza in parti per mille tra le abbondanze isotopiche (R) del campione rispetto ad uno standard di riferimento.

$$\delta = \frac{R_{\text{campione}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \times 1000$$

Definire la composizione isotopica del carbonio nelle rocce ha molte applicazioni. Ad esempio, è stato usato per valutare l'apporto del carbonio organico riciclato dai processi tettonici, metamorfici e magmatici alle emissioni di carbonio in contesti vulcanici o da quanto la vita sulla Terra ha partecipato al ciclo globale del carbonio. Il valore di $\delta^{13}\text{C}$ misurato in solidi e fluidi naturali è necessario per stabilire la provenienza del carbonio ed il tipo di processo che lo ha generato.

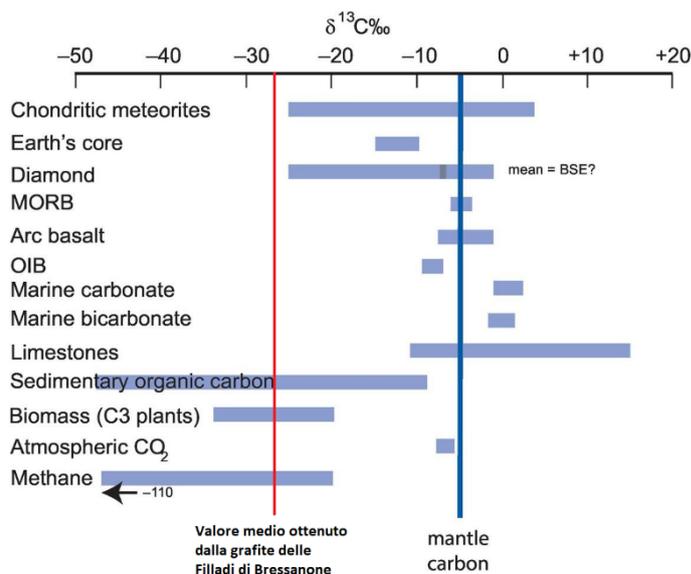


Figura 22, Grafico con riportati i valori isotopici tipici di diversi materiali (Da Rollinson H, 2021). In rosso il valore misurato nelle Filladi di Bressanone.

molto più negativi, tra -10 e -45‰ (Rollinson and Pease, 2021).

La composizione isotopica del carbonio, oltre alla sua dipendenza dal contesto di origine e formazione, dipende anche dai processi di frazionamento isotopico. Esso è fortemente legato alla temperatura del sistema e grazie alla relazione presente tra i due è possibile ricavare a ritroso quelle che sono state le temperature di equilibrio isotopico tra due specie contenenti carbonio.

All'interno di questo approfondimento i valori riportati per la composizione isotopica saranno quindi legati alla seguente equazione:

$$\delta \text{ in } \text{‰} = \left(\frac{C^{13}/C^{12} \text{ campione} - C^{13}/C^{12} \text{ standard}}{C^{13}/C^{12} \text{ standard}} \right) * 1000$$

Spiegate brevemente le nozioni necessarie per comprendere ciò che è stato studiato ed osservato durante lo svolgimento di questo approfondimento, passiamo ora alla spiegazione pratica di ciò che è stato svolto. Lo studio delle rocce inizia con un'analisi al microscopio ottico che ci ha permesso di osservare la presenza dei seguenti minerali: quarzo, muscovite, clorite, plagioclasio, grafite, calcite e piccoli cristalli di apatite. Si trovano inoltre vene di colore rosso vinaccia che risultano essere patine di alterazione di solfuri. La roccia presenta inoltre una struttura fortemente anisotropa dove si possono chiaramente osservare minerali isorientati, soprattutto miche (Fig.25).

Le sorgenti di provenienza principali derivano da carbonati, ossia carbonio inorganico, o dalla materia organica, principalmente di origine biologica (Fig. 24). La diversa origine del carbonio può essere discriminata proprio grazie al δ¹³C che ha valori differenti in base al contesto nel quale si è originato, per quanto riguarda il carbonio inorganico il valore di δ si attesta attorno a 0-3‰ (rispetto allo standard internazionale Pee-Dee Belemnite, PDB) mentre per il carbonio organico si arriva a valori

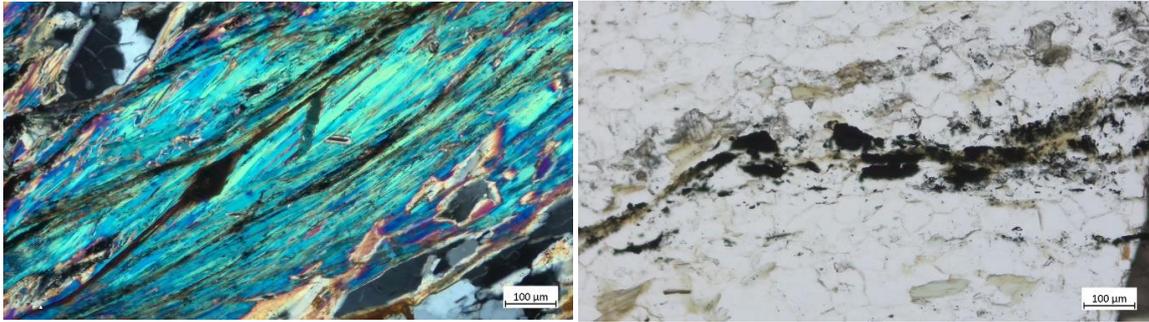


Figura 25, Foto al microscopio ottico in luce trasmessa della muscovite (a sinistra) e della materia organica, grafite (a destra) presente nelle Filladi del basamento metamorfico. A sinistra: polarizzatori incrociati; a destra: solo polarizzatore.

Si è poi passati all'analisi isotopica della grafite presente nelle rocce, per fare ciò sono stati individuati i campioni contenenti maggiore grafite e sono stati ricavati pezzi di minore dimensione al fine di ottenere un campione sufficientemente ricco. I pezzi ricavati dai tre campioni sono stati inseriti all'interno di tre distinte giare di agata che sono state successivamente inserite in un mulino per la macinazione. La macinazione avviene grazie alla rotazione di queste giare che all'interno, oltre al campione di roccia inserito, contengono delle sfere che ruotando agiscono da frantumatori portano la roccia a diventare una polvere molto fine.

La polvere ricavata dai vari campioni viene poi inserita all'interno di piccole capsule si stagno e pesati per masse di pochi milligrammi e successivamente inserite all'interno di un carosello per l'automazione delle analisi. Lo strumento procede quindi all'inserimento di ogni capsula all'interno di una camera di combustione a temperatura di circa 950 °C per vaporizzare la frazione organica del campione. Questo gas viene trasferito all'interno dell'analizzatore Picarro tramite l'utilizzo di azoto come gas inerte.

Ogni prova viene preceduta dall'analisi, tramite la stessa procedura, di alcuni campioni di standard isotopici con lo scopo di correggere i valori ottenuti dallo strumento che può essere soggetto a fenomeni di deriva. Per le nostre analisi sono stati utilizzati due standard distinti, il marmo di carrara, il cui valore di rapporto isotopico ^{13}C noto è di circa 2‰, ed un campione contenente grafite precedentemente analizzato in altri laboratori proveniente dalla Corsica (1COR12-12A3), il cui valore isotopico si attesta sui -10.8‰.

Effettuate le prove con gli standard (**Tabella 1**) si verifica il valore della deviazione che servirà per poter ricalcolare i valori reali di ^{13}C dei nostri campioni. La procedura di analisi richiede diversi minuti per ogni campione e necessita di campioni vuoti, chiamati blank, intercalati per ogni campione effettivo. Questa procedura viene svolta per evitare la contaminazione tra campioni successivi e per assicurarsi che la combustione sia avvenuta

correttamente. Per considerare un valore valido e utilizzabile per le nostre analisi è stata inoltre fissata una soglia minima di ppm di $^{12}\text{C-CO}_2$ da soddisfare, che si attesta attorno a 800.

Dai risultati ottenuti dalle nostre analisi abbiamo ricavato i valori di δ medi per i diversi campioni, che sono riportati nella Tabella 2. Questi risultati appaiono compatibili con la gamma di valori tipici di materia organica di origine biogenica presente nelle rocce sedimentarie (Fig. 24; Rollinson and Pease, 2021). mostrano valori molto simili a quelli sopra citati per indicare la provenienza del carbonio come derivante da processi di origine organica.

Campione standard	Max $^{12}\text{CO}_2$ (ppm)	Delta CRDS (‰ vs. PDB)	Delta corretto (‰ vs. PDB)
Marmo di Carrara	1386.9	5.9	2
1COR12-12A3	1410.2	-6.7	-10.8

Tabella 1, Valori isotopici degli standard utilizzati per correggere gli errori di deriva dell'analizzatore Picarro.

Campione	Max $^{12}\text{CO}_2$ (ppm)	Delta corretto (‰)	Deviaz. standard
TO23-0607	996.3	-26.7	0.03
TO23-05	973.02	-27.9	0.48
TO23-02	792.4	-24.1	0.82

Tabella 2, Valori isotopici e relative deviazioni standard dei campioni analizzati.

6 DISCUSSIONE DEI DATI

L'areale di studio risulta interessato dalla presenza di una stratigrafia concorde a quella descritta dalla letteratura, che ringiovanisce da nord verso sud, attraversando tutte le formazioni a partire dal Permiano inferiore fino al Triassico inferiore, con una intrusione di dicchi di età Ladinica. Le orientazioni delle diverse formazioni sono pressoché concordi e i contatti tra le stesse sono quasi totalmente stratigrafici. Si trovano però diverse strutture tettoniche che tagliano e rigettano la stratigrafia nella parte più meridionale della zona di studio. A causa della mancanza di evidenze sul terreno e dovendo basare le nostre ipotesi solo su osservazioni svolte tramite l'utilizzo di viste panoramiche degli affioramenti, non è possibile definire con certezza la cinematica e le orientazioni di queste strutture. Si ipotizza però la presenza di due faglie principali ed una faglia di minore importanza, tutte con cinematica normale, che sarebbero ascrivibili agli sforzi estensionali che hanno interessato la zona durante il Giurassico, quando è avvenuta l'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese. Le due strutture principali tagliano la totalità delle formazioni osservate e devono essersi quindi sviluppate dopo l'Olenekiano, età di deposizione delle formazioni più giovani presenti in carta. La faglia minore viene ipotizzata arrestarsi all'interno della formazione del Siusi, essa potrebbe quindi risultare precedente rispetto alle altre.

Ulteriore evidenza dell'azione di sforzi di tipo estensionale sono le fratture e le faglie trovate all'interno delle ignimbriti del Gruppo Vulcanico Atesino, nella zona centro-settentrionale della carta. Esse mostrano inoltre un'orientazione simile alla grande struttura che passa per Forcella Venegia.

Evidenze della tettonica compressiva appartenente al tardo Cretacico è invece riscontrabile all'interno della formazione del Bellerophon. In questa unità vengono infatti ritrovate diverse pieghe che potrebbero essere associate all'azione di sforzi di tipo compressivo. La loro vergenza a sud-sudovest risulta concorde con quella del Sudalpino e potrebbe testimoniare la presenza all'interno di questa formazione di un orizzonte di scollamento utilizzato durante la formazione della catena delle Dolomiti, e quindi nel nostro areale, delle vicine Pale di San Martino.

Da questa analisi si riesce a comprendere la complessità degli eventi deformativi che hanno agito nella zona studiata.

Lo studio degli isotopi stabili del carbonio, contenuto nella grafite delle filladi del basamento, ha dato come risultato per il valore di composizione isotopica δ una media di circa -26,2‰ (Standard deviation 1,9). Questo dato può essere interpretato tramite lo studio storico svolto da Craig (1953) dove vengono analizzati campioni di grafite proveniente da diversi tipi di rocce, tra cui scisti, gneiss e pegmatiti (Fig. 26; Craig, 1953).

Table 13. Isotopic composition of graphites

<i>No.</i>	<i>Occurrence</i>	<i>Location</i>	δ ‰
261	Schist	Laramie Range, Wyo.	-35.5
262	Schist	Laramie Range, Wyo.	-31.8
263	Schist	Laramie Range, Wyo.	-26.2
264	Schist	Laramie Range, Wyo.	-24.8
265	Schist	Trelen, Senja, Norway	-24.6
266	Schist	Jennestad, Troms, Norway	-23.0
267	Schist	Skaland, Senja, Norway	-21.8
268	Gneiss	Vegardshei, Risor, Norway	-19.7
269	Pegmatite	Lewiston, Maine	-12.6
270	Schist	Laramie Range, Wyo.	-9.8
271	Pegmatite	Bleiklia, Bamle, Norway	-9.7
272	Gneiss	Ceylon	-8.1
273	Pegmatite	Montana	-7.8
274	Gneiss veins	Montana	-6.3
275	Marble	Montana	-2.7

Figura 26, Grafico contenente i valori isotopici della grafite in diversi campioni (Da Craig, 1953).

All'interno di questi campioni, Craig trova una generale tendenza all'alleggerimento dei rapporti isotopici, ovvero tendenza a valori più negativi, all'interno dei campioni di rocce metasedimentarie.

Viene concluso che il carbonio contenuto in quella grafite sia di derivazione organica mentre quello presente in gneiss e pegmatiti derivi da carbonati. Questa interpretazione viene confermata da un gran numero di studi più recenti e di revisione sulla firma isotopica del carbonio in diversi reservoir primordiali, crostali e mantellici (Rollinson and Pease, 2021). In particolare, i valori tipici di $\delta^{13}\text{C}$ presenti nella materia organica biogenica si attestano infatti tra i -10‰ e i -45‰ (Rollinson and Pease, 2021). Da questo possiamo dedurre che anche la grafite analizzata nei tre campioni TO23-0607, TO23-05 e TO23-02, che presentano valori simili a quelli di letteratura per i campioni di rocce sedimentarie, possa essere di origine biogenica. δ

Tramite studi svolti da Kentache (2023) e Brugaletta (2023) sugli stessi campioni analizzati in questo approfondimento, che hanno coinvolto, rispettivamente, l'analisi

isotopica delle inclusioni fluide la temperatura metamorfica massima registrata dal materiale grafite della roccia, si può tentare di verificare le condizioni di equilibrio isotopico tra la grafite e il metano alle condizioni di picco termico. Utilizzando un software chiamato Thermotopes-COH (Boutier et al., 2024) ci è possibile scegliere la coppia isotopica di cui si vogliono individuare le condizioni all'equilibrio, nel nostro caso grafite e CH₄, inserendo come dati la temperatura della reazione e il $\delta^{13}\text{C}$ del materiale d'origine. Impostando il metano come reagente possiamo utilizzare due valori di $\delta^{13}\text{C}$ -37,1‰ ricavato dalla matrice e -32,1‰ ricavato dalle vene del campione (Kentache, 2023). Per la temperatura viene invece utilizzato come valore 470 ± 50 °C (Brugaletta, 2023). Inserendo il valore $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ della matrice otteniamo come corrispettivo valore isotopico della grafite -31,7‰, per ottenere il giusto equilibrio con la grafite sarebbe stata necessaria una temperatura di 330 °C circa, che sarebbe poco fuori dalle temperature richieste per un metamorfismo avvenuto in facies scisti verdi. Utilizzando invece il valore di $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$ ottenuto dalla vena si ottiene un corrispettivo valore di -26,7‰.

I risultati ottenuti sono differenti, il valore derivato dal $\delta^{13}\text{C}$ della vena si avvicina molto alla media ricavata dalle analisi dei tre campioni, che era circa -26,2‰, mentre il primo valore ottenuto dalla matrice si discosta di circa -4‰. Le differenze nei risultati possono essere dovute, ad esempio, a condizioni di disequilibrio locale, modificazione isotopica del metano dopo l'intrappolamento nelle inclusioni, mixing di più popolazioni di inclusioni fluide nella matrice della roccia. Nonostante ciò, l'ottima corrispondenza tra valori misurati di $\delta^{13}\text{C}$ in metano e grafite, e la temperatura ottenuta sulla grafite almeno per un campione rappresenta un dato molto interessante per studi futuri.

7 CONCLUSIONI

Dall'analisi dei dati raccolti durante il rilevamento geologico svolto nell'area di studio e dalla loro discussione possiamo trarre alcune considerazioni.

La stratigrafia presente nella zona si estende dal Sakmariano (Permiano inferiore) all'Olenekiano (Triassico inferiore) e mostra una tendenza monoclinale verso i quadranti sud-orientali abbastanza regolare che porta ad avere un generale ringiovanimento delle formazioni da nord verso sud dell'area studiata. La stratigrafia viene inoltre interessata dalla presenza di diverse strutture tettoniche, in particolare faglie, fratture pieghe, che testimoniano l'azione di una serie di forze che hanno interessato l'area in periodi diversi.

Il susseguirsi delle formazioni è interrotto dalla presenza di due faglie principali ed una secondaria a cinematica normale, esse portano l'evidenza della storia deformativa a carattere estensionale che ha interessato le Dolomiti durante l'apertura della Tetide Alpina, avvenuta nel Giurassico. Questa deformazione viene osservata anche all'interno delle ignimbriti del Gruppo Vulcanico Atesino dove vengono ritrovate piccole faglie a cinematica normale e diverse famiglie di fratture.

La presenza di treni di pieghe localizzati all'interno della formazione del Bellerophon portano invece la testimonianza della deformazione a carattere compressivo che ha inizio durante l'orogenesi alpina, nel tardo Cretaceo.

Lo studio dell'areale permette quindi di ottenere una chiara analisi dei processi deformativi e deposizionali che hanno interessato il Sudalpino e più in generale le Alpi.

Lo studio svolto sui campioni delle Filladi di Bressanone del basamento metamorfico ci permette di studiare la possibile derivazione del carbonio della grafite contenuta al loro interno. Tramite le analisi svolte è stato ottenuto un valore isotopico medio di circa -26,2‰ che, confrontato con altri studi svolti sugli isotopi stabili del carbonio, ci permette di assegnare un'origine biogenica alla grafite studiata.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

Bertotti, G., Picotti, V., Bernoulli, D., Castellarin, A., 1993. From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. *Rift. Drift. Tecton. Evol. South-Alp. Up. Crust Triassic Early Cretac. Sediment. Geol.* 86, 53–76.

Bosellini, A., Gianolla, P., Stefani, M., 2003. Geology of the Dolomites. *Episodes* 26, 181–185. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2003/v26i3/005>

Boutier, A., Martinez, I., Daniel, I., Tumiati, S., Siron, G., Vitale Brovarone, A., 2024. Thermotopes-COH—A software for carbon isotope modeling and speciation of COH fluids 184.

Brugaletta, E., 2023. Rilevamento Geologico del dominio Sudalpino nell'area di San Martino di Castrozza e studio termometrico su materia organica nelle filladi di Basamento ercinico. Università di Bologna.

Castellarin, A., Cantelli, L., 2000. Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps. *J. Geodyn.* 30, 251–274. [https://doi.org/10.1016/S0264-3707\(99\)00036-8](https://doi.org/10.1016/S0264-3707(99)00036-8)

Cavazza, W., 2023. Le Alpi, Power point per lezione corso Geologia delle Alpi.

Craig, H., 1953. The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 3, 53–92. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(53\)90001-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(53)90001-5)

Curzi, M., Zuccari, C., Vignaroli, G., Degl'Innocenti, S., Viola, G., 2023. Alpine transpression in the Passo Rolle area (Dolomites, Italy): new structural and paleostress constraints. *Ital. J. Geosci.* 142, 200–216. <https://doi.org/10.3301/IJG.2023.12>

Doglioni, C., 1987. Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy). *Tecton. Dolomites South. Alps North. Italy* 9, 181–193.

Doglioni, C., Bosellini, 1987a. Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Eoalpine Mesoalpine Tecton. South. Alps* 735–754.

Doglioni, C., Bosellini, A., 1987b. Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geol. Rundsch.* 76, 735–754. <https://doi.org/10.1007/BF01821061>

Doglioni, C., Carminati, 2008. Structural styles & Dolomites field trip. *Struct. Styles Dolomites Field Trip* 82, 1–299.

Kentache, M., 2023. Relazione geologica dell'area di Cima Valles, Passo Valles (TN,BL), e studio dei gas presenti all'interno delle inclusioni fluide del basamento metamorfico sudalpino. Università di Bologna.

Rollinson, H., Pease, V., 2021a. Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes. *Using Geochem. Data Understand Geol. Process.* 219–285.

Rollinson, H., Pease, V. (Eds.), 2021b. Using Stable Isotope Data, in: *Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 219–285. <https://doi.org/10.1017/9781108777834.010>

Sassi, F., Cesare, B., Mazzoli, C., Peruzzo, L., Sassi, R., Spiess, R., 2004. The crystalline basements of the Italian Eastern Alps: A review of the metamorphic features. *Period. Mineral.* 73, 23–42.

